

در طول بارندگی کاهش یافت. اما روند تغییرات غلظت رسوب در خاک S_p واضح نبود. واژه‌های کلیدی: اندوده سطحی، کاربری زراعی، کرت فرسایشی، کلیبر و ایلخچی.

مقدمه

تأثیر فرسایش بین‌شیاری در هدر رفت خاک و عناصر غذایی، به ویژه در اراضی کشاورزی بسیار قابل توجه است. در مورد اهمیت فرسایش بین‌شیاری باید گفت که هرچند میزان هدر رفت خاک ناشی از فرسایش شیاری به مراتب بیش‌تر از فرسایش بین‌شیاری است. اما فرسایش بین‌شیاری سهم زیادی در انتقال ذرات ریز خاک به‌ویژه در مناطق خشک و نیمه خشک با پوشش اندک گیاهی و سطحی دارد [۱۶]. از این‌رو شناخت دقیق عوامل مؤثر بر فرآیند فرسایش بین‌شیاری ضروری است.

یکی از رخدادهای بسیار مهم که فرسایش بین‌شیاری خاک را تحت تأثیر قرار می‌دهد، تشکیل اندوده سطحی می‌باشد. اندوده سطحی عبارت از فشرده شدن لایه بسیار نازک سطحی خاک و مسدود شدن منافذ آن در اثر نفوذ آب گل‌آلود است که در خاک‌های حساس و در پی شکسته شدن خاکدانه‌های سطح خاک صورت می‌گیرد [۲]. این لایه در سطح خاک باعث تغییرات فیزیکی شده که منجر به تغییر رفتار خاک در مقابل برخورد قطرات باران و جریان روان‌آب شده و به دنبال آن فرآیندهای جدا شدن، انتقال و جایگذاری ذرات خاک را تحت تأثیر قرار می‌دهد [۱ و ۱۸]. تشکیل اندوده سطحی از مشکلات رایج زمین‌های زراعی مناطق خشک و نیمه خشک بوده و به گونه‌ای محسوس بر فرآیندهای نفوذپذیری و فرسایش خاک تأثیر می‌گذارد. بسیاری از مزارع، در مناطق خشک و نیمه خشک اسپانیا، به علت تشکیل اندوده سطحی متروک شده‌اند و پوشش گیاهی در این مناطق از ۵۵ درصد به ۲۵ درصد کاهش یافته است [۲۵]. پژوهش‌های تاحدود زیادی روی فرآیند اندوده سطحی خاک و تغییرات زمانی و مکانی آنها در طی رخدادهای مختلف فرسایشی انجام شده است. اسدی و همکاران [۴] با بررسی‌های ریخت‌شناختی و مطالعات هیدرولیکی نشان دادند که تغییرات فیزیکی ایجاد شده در اثر اندوده سطحی می‌تواند زبری سطح خاک، تخلخل لایه سطحی و نفوذپذیری را کاهش داده و سرعت جریان سطحی را افزایش دهد. آسولین و بنهور [۶] نیز مشاهده کرده‌اند که سرعت نفوذ در شیب‌های مختلف و شدت‌های متفاوت بارندگی

بررسی تاثیر اندوده سطحی خاک بر میزان روان‌آب و فرسایش بین‌شیاری با استفاده از شبیه‌سازی باران

محمود سیفی^۱، حسن روحی‌پور^۲، محمدرضا نیشابوری^۳ و عباس احمدی^۴
تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۱۱/۰۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۱۰/۱۸

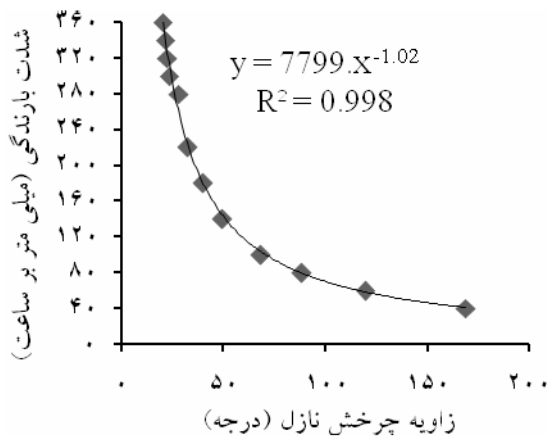
چکیده

تشکیل اندوده سطحی در نواحی خشک و نیمه‌خشک یکی از مهمترین عوامل مؤثر در کاهش نفوذپذیری خاک، ایجاد روان‌آب و فرسایش بین‌شیاری می‌باشد. هدف از این بررسی آگاهی از چگونگی تأثیر اندوده سطحی بر میزان روان‌آب و فرسایش بین‌شیاری می‌باشد. این پژوهش در یک کرت فرسایشی آزمایشی به طول یک متر و عرض ۰/۵ متر در سه شیب (۵، ۱۵ و ۲۵ درصد) و در چهار شدت بارندگی (۲۱، ۳۸، ۵۰ و ۸۱ میلی‌متر بر ساعت) انجام یافت. به این منظور دو خاک با بافت لومی شنی (S_1) و لومی رسی (S_p) از منطقه ایلخچی با کاربری زراعی و یک خاک رسی (S_p) از منطقه کلیبر با کاربری زراعی در استان آذربایجان شرقی انتخاب شدند. در هر ترکیبی از شیب و شدت بارندگی، نمایه اندوده سطحی نسبی (RSI^o)، زمان لازم برای رسیدن به حداقل هدایت هیدرولیکی (t_{lim}) به عنوان نمایه‌ای از انسداد سطحی منافذ خاک، مقدار روان‌آب و رسوب، اندازه‌گیری و محاسبه شد. نتایج نشان داد که خاک S_1 با داشتن RSI برابر با ۲/۲۳ و t_{lim} برابر با ۶ دقیقه، به عنوان خاک حساس به تشکیل اندوده سطحی و خاک S_p با داشتن RSI برابر با ۸/۹ و t_{lim} برابر با ۱۰۲ دقیقه به عنوان خاک مقاوم یا با حساسیت کم به تشکیل اندوده سطحی بودند. علاوه بر آن، در خاک S_1 با افزایش شیب در شدت بارندگی ۵۰ میلی‌متر در ساعت، مقدار روان‌آب به‌تدریج کاهش یافت اما در بقیه شیب‌ها و خاک‌ها، میزان روان‌آب تحت تأثیر افزایش شیب قرار نگرفت و یا مقدار روان‌آب افزایش یافت. همچنین مقدار رسوب در خاک S_1 و S_p با تشکیل اندوده سطحی

۱- نویسنده‌ی مسئول مقاله و دانشجوی دکتری خاکشناسی، دانشکده‌ی کشاورزی، دانشگاه تبریز. Mahmood_seifi2006@yahoo.com
۲- عضو هیئت علمی مؤسسه تحقیقات جنگلها و مراتع.
۳- استاد گروه علوم خاک، دانشکده‌ی کشاورزی، دانشگاه تبریز.
۴- استادیار گروه علوم خاک، دانشکده‌ی کشاورزی، دانشگاه تبریز.
5- Relative Sealing Index

چرخش پستانک در دستگاه واسنجی شوند. به منظور تعیین رابطه‌ی بین شدت بارندگی و زاویه‌ی چرخش دستگاه، با استفاده از سینی غیر قابل نفوذ و بدون قرار دادن خاک در داخل آن با اعمال زاویه‌ی چرخش‌های مختلف به پستانک دستگاه، میزان روان‌آب جمع شده در مدت زمان خاص (۵ دقیقه) اندازه‌گیری و شدت بارندگی تعیین گردید. سپس منحنی مربوط به شدت بارش در زاویه‌های مختلف چرخش پستانک رسم گردید (شکل ۲).

از آنجائی که هدف اصلی این پژوهش، بررسی تأثیر اندوده سطحی بر فرسایش بین‌شیاری بود و با توجه به اثر پایداری خاکدانه‌ها و توزیع اندازه ذرات، سعی شد تا خاک‌های انتخابی از نظر پایداری خاکدانه و بافت خاک متفاوت باشند. به این منظور سه نمونه خاک زراعی به ترتیب از مزرعه‌ای دیم تحت آیش در روستای باران‌لو منطقه ایلخچی (۳۸°۰۰'N، ۱۸۱°۱۸'E، ۴۵°۴۵'۴۲E) (S_۱)، مزرعه زیر کشت گندم در روستای مهدی‌لو منطقه ایلخچی (۳۷°۳۷'۵۹N، ۲۵،۲°E و ۶۶°۰۲'۳۳E) (S_۲) و مزرعه زیر کشت گندم در حوالی منطقه کلپیر (۳۹°۰۳'۳۸N، ۴۷°۱۱'۲۰E) (S_۳) استان آذربایجان شرقی نمونه‌برداری و برای انجام آزمون‌های مورد نیاز آماده شد.



شکل ۲- منحنی واسنجی دستگاه شبیه‌ساز مورد استفاده در آزمایش‌ها

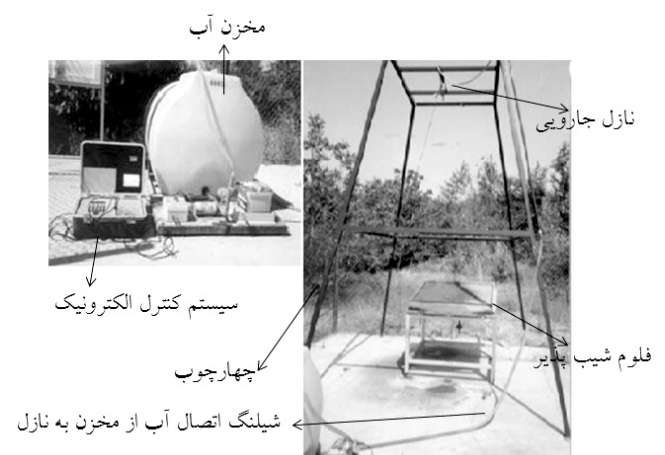
ابعاد سطح یا کرت مورد استفاده در آزمون‌های فرسایش بین‌شیاری تا حد امکان باید کوچک باشد تا فرآیند تشکیل شیار اتفاق نیفتد. در منابع مختلف کرت‌های فرسایشی کوچکتر از یک متر مربع برای این منظور پیشنهاد شده است [۱۶ و ۵]. انتخاب نهایی طول کرت فرسایشی بستگی به شدت‌های بارندگی مورد بررسی نیز دارد و با توجه به شدت ۸۰ میلی‌متر بر ساعت و زمان تاحدودی طولانی آزمایش، در نتیجه امکان تشکیل شیار در طول کرت فرسایشی بیشتر از یک متر وجود دارد و بنابراین طول یک متر برای کرت فرسایشی مورد بررسی انتخاب گردید. در این مطالعه نمونه خاک هوا خشک که از الک ۴/۷ میلی‌متر عبور داده شده، بدون فشردگی (به خاطر آسیب نرساندن به خاکدانه‌های سطحی) به ارتفاع ۱۰ سانتی‌متر به داخل فلوم آزمایشی با محدود ساختن سطح آن تا حد (۱ × ۰/۵ متر)

تحت تأثیر اندوده سطحی می‌باشد. پوسن [۲۱] اعتقاد دارد که در خاک‌های حساس به تشکیل اندوده سطحی، شدت روان‌آب ممکن است با افزایش شیب کاهش یابد. کاهن و همکاران [۱۰] گزارش کردند که پویایی فرسایش بین‌شیاری در خاک‌های حاوی رس‌های دو به یک انبساط‌پذیر، وابسته به تشکیل اندوده سطحی است.

بررسی تأثیر تشکیل اندوده سطحی بر فرسایش بین‌شیاری خاک در کشورهای کم باران، در اقلیم‌های خشک و نیمه‌خشک به علت دارا بودن پوشش گیاهی ضعیف و خاک‌دانه‌های سست می‌تواند بسیار مفید باشد. لذا، هدف از این پژوهش، بررسی اثر اندوده سطحی بر روان‌آب و هدر رفت خاک در دو خاک لومی شنی و لومی رسی با کاربری زراعی از منطقه ایلخچی و یک خاک رسی از منطقه کلپیر با کاربری زراعی در سه شیب و در چهار شدت بارندگی می‌باشد.

مواد و روش‌ها

برای اجرای این پژوهش از سامانه شبیه‌ساز باران مؤسسه پژوهش‌های جنگل‌ها و مراتع کشور ساخت شرکت فرانسه استفاده شد. این دستگاه از نوع شبیه‌سازهای تحت فشار با پستانک جارویی و مجهز به یک فلوم شیب‌پذیر به ابعاد ۱×۱ متر دارای سامانه اندازه‌گیری نفوذپذیری می‌باشد (شکل ۱).



شکل ۱- شمایی از باران ساز مورد استفاده و اجزای آن

دستگاه مذکور قادر است باران‌های با شدت‌های مختلف (در دامنه‌ی ۲۰ تا ۲۵۰ میلی‌متر در ساعت) را تولید نماید. تنظیم شدت بارندگی با تنظیم زاویه‌ی چرخش پستانک بین ۲۰ تا نزدیک به ۳۶۰ درجه صورت می‌گیرد. تنظیم زاویه چرخش پستانک توسط سیستم کنترل الکترونیک انجام می‌شود. سازندگان این دستگاه ادعا می‌کنند که شبیه‌ساز مذکور قادر است بر روی کرت‌های فرسایشی کوچک آزمایشی باران‌هایی با ویژگی‌های آب‌شناختی بسیار مشابه باران‌هایی که در طبیعت مشاهده می‌شود مانند شدت، انرژی جنبشی قطرات باران، و با توزیع یکنواخت ایجاد نماید [۷]. قبل از شروع آزمایش‌های شبیه‌سازی باران، لازم است تا شدت بارندگی و زاویه‌ی

ریخته شد و از زیر به صورت تدریجی اشباع گردید. پس از ۲۴ ساعت اشباع خاک‌ها؛ تیمارهای مورد نظر (شیب‌های ۵، ۱۵ و ۲۵ درصد و شدت‌های بارندگی ۲۱، ۳۸، ۵۰ و ۸۱ میلی‌متر بر ساعت) اعمال شد. میزان روان‌آب و رسوب ایجاد شده ابتدا در زمان‌های ۱، ۳، ۶ و ۱۰ دقیقه پس از شروع بارندگی و سپس هر پانزده دقیقه یک‌بار اندازه‌گیری شد. در هر زمانی که شدت تولید روان‌آب به حالت پایدار (ثابت ماندن حجم روان‌آب تولیدی در هر ۱۵ دقیقه) رسید، آن زمان به عنوان خاتمه آزمایش در نظر گرفته شد [۱۵]. جهت تعیین شدت روان‌آب و فرسایش بین‌شیاری خاک، روان‌آب حاصل از یک بارندگی به طور پیوسته در فواصل زمانی مختلف پشت سر هم در ظرفی به طور جداگانه جمع‌آوری شد و پس از توزین برای تعیین جرم رسوب در دمای ۱۰۵ درجه سانتیگراد در دستگاه آون به مدت ۲۴ ساعت خشک گردید. به این ترتیب با در دست داشتن حجم نمونه روان‌آب گرفته شده و جرم رسوب داخل آن، غلظت رسوب برای هر آزمایش در زمان‌های مختلف به دست آمد. شدت تولید روان‌آب (Q_{ii}) نیز از تقسیم کردن حجم روان‌آب جمع‌آوری شده بر مدت زمان جمع‌آوری نمونه و مساحت سینی حاوی خاک در فلوم (سانتی‌مترمربع) تعیین گردید.

در این مطالعه حساسیت خاک در مقابل تشکیل اندوده سطحی به وسیله‌ی نمایه اندوده سطحی نسبی (RSI) و زمان لازم برای رسیدن به مقدار حداقل هدایت هیدرولیکی (t_{lim}) توصیف شد. این روش توسط پلا در سال ۱۹۸۳ ابداع شده است [۲۲]. این نمایه از حاصل تقسیم مقدار هدایت هیدرولیکی اشباع به دست آمده در دو حالت تحت تاثیر ضربات قطرات باران به شدت ۸۱ میلی‌متر بر ساعت (K_s) و همچنین بدون اثر ضربات قطرات (K_c) به روش بار افتان [۸]، $[RSI = K_c/K_s]$ محاسبه می‌شود. هر چقدر مقدار نمایه RSI زیاد

باشد خاک حساس‌تر به تشکیل اندوده خواهد بود. قابل ذکر است که نمایه RSI زمانی می‌تواند به تنهایی ملاک ارزیابی باشد که زمان بحرانی (t_{lim}) کمتر از ۱۰ دقیقه باشد در غیر این صورت از نمایه t_{lim} برای ارزیابی استفاده می‌شود که هرچقدر زیاد باشد دلیل بر مقاوم بودن خاک به تشکیل اندوده سطحی است [۲۳ و ۲۴].

بافت خاک به روش آسنجی با نه قرائت [۱۳]، میانگین وزنی قطر خاکدانه‌ها (MWD) به روش نیمو و پریکنز [۲۱] در حالت خشک و مرطوب با انجام تصحیح شن همراه، WAS به روش کمپر و روزنا [۷] و درصد رطوبت اشباع در خاک عبور داده شده از الک ۲ میلی‌متر تعیین شدند. مقدار کربن آلی به روش والکی و بلک اصلاح شده [۱۹]، درصد کربنات کلسیم به روش تیتراسیون، EC و pH عصاره گل اشباع به روش‌های متداول در آزمایشگاه اندازه‌گیری شدند.

نتایج و بحث

نتایج مربوط به تجزیه فیزیکی و شیمیایی نمونه خاک‌های مورد مطالعه در جدول ۱ ارائه شده است. بر اساس جدول ۱ نمونه‌های انتخاب شده دارای تمایز بافتی تا حدود بالایی هستند. به طوری که خاک S_p دارای ذرات درشت بیشتری ($D_{v_0} = 0.4$ میلی‌متر) نسبت به خاک‌های دیگر است؛ و خاک‌های S_p و S_c دارای ذرات ریز بیشتری (هر دو دارای $D_{v_0} = 0.04$ میلی‌متر) هستند. همچنین از نظر وضعیت پایداری خاکدانه (نمایه‌های MWD و WAS)، نمونه خاک‌های مورد مطالعه دارای تفاوت زیادی هستند.

به طوری که نمونه خاک S_p با توجه به درصد رس بالا نسبت به دو نمونه S_p و S_c دارای قطر خاکدانه‌های بیش‌تری است. مقدار ماده آلی در دو نمونه S_p و S_c کم است ولی به دلیل بالا بودن مقدار رس

جدول ۱- برخی از ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی نمونه خاک‌های مورد مطالعه

ویژگی خاک	واحد	خاک S_p	خاک S_c	خاک S_p
کلاس بافت	-	لومی شنی	لومی رسی	رسی
D_{v_0}	mm	۰/۴	۰/۴	۰/۰۴
کربنات کلسیم معادل (CCE)	%	۱۲	۲۴	۱۲/۳
ماده آلی (OM)	%	۰/۶۸	۰/۵۱	۵/۳۲
هدایت الکتریکی عصاره گل اشباع (EC)	dS/m	۱/۳	۳/۸۹	۰/۶۷
pH عصاره گل اشباع	-	۷/۷۳	۷/۴۹	۷/۵۵
MWD خشک (بدون تصحیح شن)	mm	۱/۵۱	۱/۴۷	۲/۸۷
MWD خشک (با تصحیح شن)	mm	۰/۸۶	۱/۴۴	۲/۶۲
MWD تر (بدون تصحیح شن)	mm	۰/۴۲	۰/۴۵	۰/۵۱
MWD تر (با تصحیح شن)	mm	۰/۱۷	۰/۴۴	۰/۴۶
خاکدانه‌های پایدار در آب (WAS)	%	۲۲/۹۵	۳۴/۲۸	۴۲/۵۸

در نمونه S_p ، نمایه میانگین وزنی قطر خاکدانه‌های آن بزرگ‌تر از نمونه S_1 می‌باشد (جدول ۱).

مقادیر هدایت هیدرولیکی اشباع به روش بار افتان (بدون اصابت قطرات باران، Kc)، حداقل هدایت هیدرولیکی اشباع شبیه‌سازی باران (شدت ۸۱ میلی‌متر در ساعت، Ks) و زمان لازم برای رسیدن به مقدار حداقل هدایت هیدرولیکی اشباع شبیه‌سازی باران، در جدول ۲ ارائه شده است. همان‌گونه که در جدول ۲ نشان داده شد گرچه نمونه خاک S_p و S_1 دارای RSI بزرگتری نسبت به نمونه خاک S_1 می‌باشند اما نمی‌توان به طور قطع اظهار کرد که بالا بودن مقدار RSI در خاک S_p و S_1 دلیل بر حساس‌تر بودن این خاک‌ها به اندوده سطحی، نسبت به خاک S_1 است. زیرا زمان لازم برای رسیدن به مقدار حداقل نفوذپذیری برای این دو نمونه خاک (S_p و S_1) به ویژه S_p بیش‌تر از زمان لازم برای رسیدن به این مقدار حداقل بحرانی (کمتر از ۱۰ دقیقه) بوده و بنابراین جزء خاک‌های مقاوم به اندوده سطحی به حساب می‌آیند. به عبارتی موقعی می‌توان از RSI به تنهایی برای بررسی تأثیر اندوده سطحی استفاده کرد که زمان لازم برای رسیدن به مقدار حداقل نفوذپذیری کمتر از حد بحرانی (۱۰ دقیقه) باشد [۲۳ و ۲۴]. در مورد نمونه خاک S_1 زمان لازم برای رسیدن به حداقل نفوذپذیری برابر با ۶ دقیقه بود که به مراتب از زمان لازم برای رسیدن به مقدار حداقل بحرانی (۱۰ دقیقه) ارابه شده توسط پلا و راموس [۲۳ و ۲۴] کم‌تر بوده بنابراین جزء خاک‌های حساس به اندوده سطحی به حساب می‌آید.

تغییرات شدت روان‌آب در حالت پایدار با شیب برای نمونه خاک‌های S_1 ، S_p و S_3 در شکل ۳ آمده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود شدت روان‌آب در نمونه خاک S_1 (شکل ۳- الف) در شدت‌های بارندگی ۲۰ و ۳۸ میلی‌متر در ساعت، چندان تحت تأثیر شیب قرار نگرفته است، اما در شدت بارندگی ۵۰ میلی‌متر در ساعت، شدت روان‌آب با افزایش شیب به طور تدریجی کاهش یافته است. مقدار این کاهش در شیب ۵ درصد در مقایسه با شیب ۲۵ درصد، حدود ۳/۵ واحد (میلی‌متر بر ساعت) است. در شدت بارندگی ۸۱ میلی‌متر در ساعت، شدت روان‌آب با افزایش شیب افزایش یافته است (شیب مثبت ۰/۳۱۶). مقدار این افزایش در شیب ۵ درصد در مقایسه با شیب ۲۵ درصد، حدود ۶ واحد (میلی‌متر بر ساعت) است. بنابراین با توجه به نتایج بالا می‌توان چنین استنباط نمود که در شدت بارندگی‌های کم (۲۰ و ۳۸ میلی‌متر در ساعت)، به علت کم بودن قدرت جریان‌قادر به شستشوی کامل لایه اندوده

سطحی نیست. ولی با افزایش شدت بارندگی (شدت بارندگی ۵۰ میلی‌متر در ساعت) شاید به خاطر افزایش قدرت جریان روان‌آب، ذرات کنده شده انتقال یافته و موجب بسته شدن منافذ نمی‌شوند (شستشوی لایه اندوده سطحی) و مقدار نفوذ افزایش، در نتیجه شدت روان‌آب کاهش یافته است (شیب منفی ۰/۱۷۷، شکل ۳- ب). الف). به احتمال در شدت بارندگی‌های خیلی بالا (۸۱ میلی‌متر در ساعت) به خاطر بیش‌تر بودن قدرت جریان روان‌آب، حتی در شیب‌های کم هم اجازه تشکیل لایه اندوده سطحی داده نمی‌شود لذا افزایش شیب تأثیری در کاهش شدت روان‌آب نخواهد داشت. در مورد خاک S_p همان‌طور که در شکل مشاهده می‌شود (شکل ۳- ب)، شدت روان‌آب در هر چهار شدت بارندگی با شیب افزایش می‌یابد. البته این مقدار افزایش برای شدت بارندگی‌های ۲۰، ۳۸ و ۵۰ میلی‌متر در ساعت خیلی جزئی و برای شدت بارندگی ۸۱ میلی‌متر در ساعت در حدود ۱۰ درصد است. در مورد خاک S_1 نیز شدت روان‌آب در شدت بارندگی‌های ۳۸ و ۵۰ میلی‌متر چندان تحت تأثیر شیب قرار نگرفته است (شکل ۳- ج). ولی در شدت بارندگی ۸۱ میلی‌متر در ساعت، شدت روان‌آب با افزایش شیب به طور تدریجی افزایش می‌یابد. با احتمال این به معنی عدم تشکیل اندوده سطحی است که در شدت بارش بالا، چون وجود نداشته پس شسته شدن آن نیز مطرح نبوده پس با افزایش شیب، روان‌آب نیز بالا رفته است. به طور کلی رفتار خاک‌های S_p و S_1 مشابه هم بودند و هر دو خاک با استناد به نتایج مربوط به نمایه نسبی اندوده سطحی و نتایج بالا، جزء خاک‌های مقاوم به اندوده سطحی می‌باشند.

پژوهشگران بر این اعتقادند که با افزایش شیب شدت روان‌آب افزایش می‌یابد، علت آن نیز کاهش فرصت نفوذ عنوان شده است [۱۱ و ۲۹]. اما در عین حال برخی از پژوهشگران نیز نتایج متفاوتی ارائه داده‌اند. بیر و کلین [۳۰] در پژوهشی رابطه مشخصی بین درجه شیب و روان‌آب پیدا نکردند. در مطالعه گروش و جرت [۱۴] نیز اختلاف معنی‌داری بین شدت روان‌آب در حالت پایدار در شیب‌های ۱۵ تا ۸۵ درصد مشاهده نشد. شریدان و همکاران [۲۷] مشاهده نمودند که افزایش شیب از ۵ تا ۳۰ درصد اثر کمی بر شدت روان‌آب در حالت پایدار دارد. پوسن [۲۱] نشان داد که در خاک‌های مقاوم به تشکیل اندوده سطحی، نفوذپذیری تحت تأثیر شیب قرار نمی‌گیرد، اما چنانچه خاک نسبت به تشکیل اندوده سطحی حساس باشد، روان‌آب ممکن است با افزایش شیب کاهش یابد. علت آن نیز این است که در شیب‌های بالاتر میزان فرسایش زیاد شده، از تشکیل

جدول ۲- نمایه اندوده سطحی نسبی (RSI) برای نمونه خاک‌های مورد مطالعه (شیب ۵ درصد و شدت ۸۱ میلی‌متر در ساعت)

خاک	t (min)	Kc (mm/h)	حداقل Ks (mm/h)	RSI= Kc/Ks
S_1	۶	۲۹/۶۹	۱۳/۲۹	۲/۲۳
S_p	۳۲	۴۶/۲۴	۱۳/۲۴	۳/۴۹
S_3	۱۰۲	۱۱۰/۹	۱۲/۴۶	۸/۹

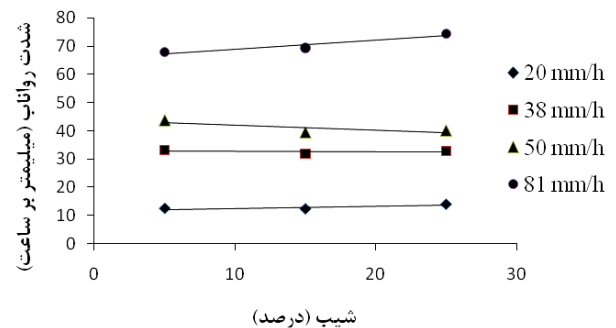
اندوده سطحی جلوگیری می‌شود و در نتیجه نفوذپذیری افزایش می‌یابد

شکل ۴ تغییرات غلظت رسوب با زمان را برای سه خاک مورد مطالعه در شدت بارندگی ۵۰ میلی‌متر در ساعت و شیب‌های مختلف نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود در خاک S_p غلظت رسوب کم‌تر از دو خاک دیگر است. این مسئله با توجه به بالاتر بودن پایداری خاکدانه درصد ماده آلی این خاک (جدول ۱) یا به بیان دیگر دارای نمایه اندوده سطحی بالاتر نسبت به دو خاک S_1 و S_2 قابل توجیه است. نتایج بررسی میر و هارمون [۱۷] نیز نشان داده است که در آن دسته از خاک‌های کشاورزی که دارای خاکدانه‌های با پایداری کم‌تر و قابل حمل‌تر هستند، فرسایش بین‌شیاری شدیدتر است.

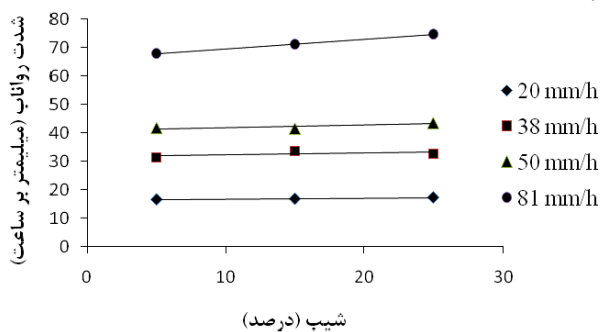
در خاک S_1 برای شیب‌های ۵ و ۱۵ درصد، غلظت رسوب در اوایل شروع روان‌آب (دقایق اولیه) زیاد بوده و با گذشت زمان به سرعت کاهش یافته و در نهایت به یک حالت تا حدودی ثابت رسیده است (شکل ۴- الف). البته در شیب ۱۵ درصد از زمان ۶۶ دقیقه به بعد، غلظت رسوب دوباره افزایش جزئی یافته و سپس به حالت پایدار رسیده است. در شیب ۲۵ درصد نیز غلظت رسوب در زمان ۲۱ دقیقه به حداکثر مقدار خود رسیده و سپس روند نزولی داشته و در نهایت به حالت تا حدودی پایدار رسیده است. با توجه به این که با افزایش شیب، سرعت تشکیل اندوده سطحی کاهش می‌یابد یا به عبارتی فرصتی برای تشکیل آن داده

نمی‌شود، لذا می‌توان گفت که با احتمال دلیل افزایش غلظت رسوب در اواخر و اواسط بارندگی (در شیب‌های ۱۵ و ۲۵ درصد) به خاطر شستشوی لایه اندوده سطحی تشکیل شده می‌باشد. این مسئله در شیب ۱۵ درصد دیرتر از شیب ۲۵ درصد رخ داده است. هم چنین با توجه به درصد بالای شن و شن درشت خاک S_1 (جدول ۱) و نیز خاکدانه‌های با پایداری کم‌تر، دلیل این افزایش می‌تواند ناشی از متلاشی شدن سریع خاکدانه‌ها و حرکت ذرات شن درشت باشد. به طور کلی در خاک S_1 غلظت رسوب با گذشت زمان کاهش یافته و به یک مقدار تقریباً پایدار رسیده است. این روند تغییرات غلظت رسوب با زمان توسط پژوهشگران زیادی گزارش شده است [۱۱ و ۲۶]. اسدی [۳] و شولتز و همکاران [۲۶] بیان کردند که با تشکیل اندوده سطحی، مقاومت برشی خاک در مقابل جریان، افزایش و در نتیجه غلظت رسوب نیز با زمان، کاهش خواهد یافت تا به یک حالت پایدار برسد. روند تغییرات غلظت رسوب در خاک S_2 نشان می‌دهد که غلظت رسوب در زمان‌های اولیه پس از شروع روان‌آب تا حدودی کم است و با افزایش تدریجی شدت روان‌آب تشکیل شده در سطح خاک، غلظت رسوب به سرعت افزایش پیدا کرده و به یک مقدار حداکثر می‌رسد (شکل ۴- ب). مقدار حداکثر و زمان رسیدن به حداکثر غلظت بستگی به شیب داشته است. روند تأثیر شیب بر روی غلظت حداکثر و زمان وقوع آن خیلی روشن نیست. به ظاهر در این خاک برای تغییرات غلظت رسوب با زمان می‌توان سه مرحله‌ی مجزا تشخیص داد. در مرحله‌ی اول با احتمال به علت

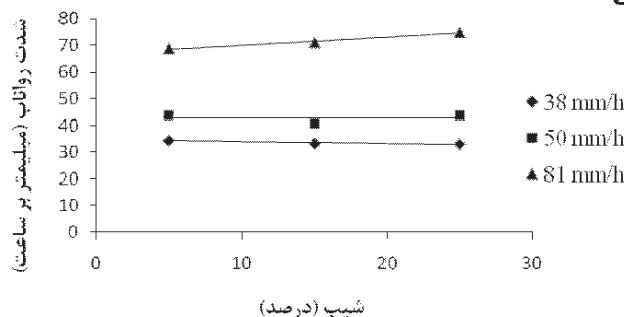
الف



ب



ج



شکل ۳- تغییرات شدت روان‌آب در حالت پایدار در شیب‌های متفاوت (به علت عدم تشکیل روان‌آب در شدت ۲۱ میلی‌متر در ساعت برای خاک S_p در نمودار مربوطه آورده نشده است)

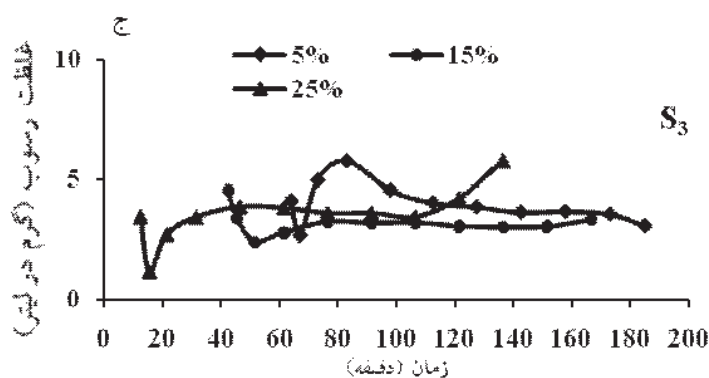
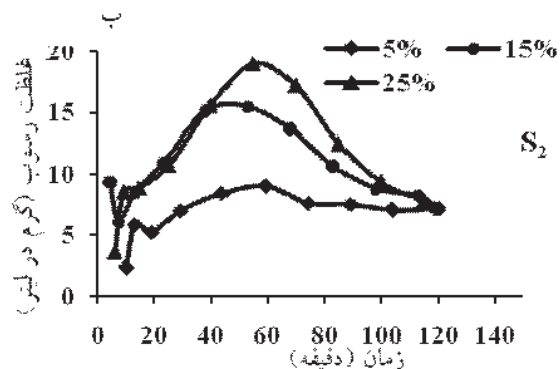
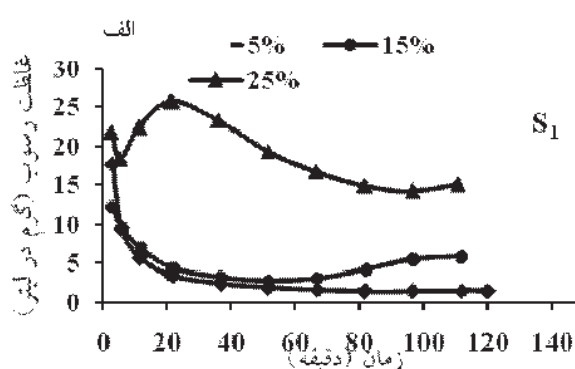
مرحله انتهایی خیلی قابل توجه نیست (به جز شیب ۲۵ درصد). ربط این تغییرات به تشکیل اندوده سطحی و اثرات آن در مورد این خاک نیز مشکل است. البته شایان ذکر است که در شیب ۲۵ درصد دلیل افزایش سریع غلظت رسوب از زمان ۱۰۵ دقیقه به بعد به علت تشکیل شیار کوچک (میکرو ریل) بود که در اواخر بارندگی رخ داد که نمی‌توان آن را به فرسایش بین شیارها اطلاق نمود. بر اساس نمایه اندوده سطحی (جدول ۲) و نیز درصد بالای ماده آلی و پایداری بیش‌تر خاکدانه‌های (جدول ۱) این خاک، حساس به تشکیل اندوده سطحی نمی‌باشد. مهم‌ترین عامل ایجاد غلظت رسوب زیاد اولیه خاک، وجود مقداری ذرات ریز مجزا در خاک است که با شروع روان‌آب به یکباره شسته می‌شوند [۳]. این ذرات در مطالعات آزمایشگاهی به طور معمول طی مراحل نمونه‌برداری، الک کردن و آماده کردن نمونه‌ها به وجود می‌آیند. در شرایط طبیعی نیز عملیات شخم، دوره‌های متوالی خشک و مرطوب شدن، یخ بستن و ذوب شدن و تغییرات دمایی به احتمال در ایجاد این ذرات نقش دارند [۳].

نتیجه‌گیری

خاک S_1 با وجود داشتن نمایه نسبی اندوده سطحی کم‌تر نسبت به دو خاک S_2 و S_3 ، به خاطر این که در زمان کم‌تری به حداقل

شدت جریان کم روان‌آب، تنش برشی روان‌آب کم بوده و قادر به انتقال ذرات خاک نیست و در نتیجه غلظت رسوب نیز کم بوده است. در مرحله دوم که غلظت رسوب بالا است؛ فاکس و بریان [۹] کاهش ظرفیت نفوذ، افزایش قدرت جریان و در نتیجه شسته شدن سریع ذرات منفک شده در سطح خاک را عامل اصلی افزایش غلظت رسوب می‌دانند. در مرحله سوم به دلیل تداوم برخورد قطرات باران با سطح خاک، مقاومت برشی سطح خاک افزایش پیدا کرده و قابلیت جدا شدن ذرات خاک کم شده و در نتیجه غلظت رسوب در این مرحله کاهش می‌یابد. به طور کلی در خاک S_1 مقادیر غلظت رسوب در مراحل پایانی (حالت پایدار) بر خلاف خاک S_2 ، بیشتر از مقادیر آن در مراحل اولیه می‌باشد. یعنی غلظت رسوب روند صعودی داشته است. به احتمال لایه اندوده سطحی در این خاک یا تشکیل نشده و یا در صورت تشکیل خیلی جزئی بوده است که تاثیر زیادی در کاهش غلظت رسوب با زمان نگذاشته است. البته قابل ذکر است که یک خاک با ساختمان سطحی خوب نیز چنان چه پی در پی تحت تاثیر بارندگی قرار گیرد، منجر به تشکیل اندوده سطحی می‌شود [۱۲ و ۱۸].

در خاک S_2 تغییرات غلظت رسوب با زمان از روند خاصی تبعیت نمی‌کند و دارای تغییرات زیادی می‌باشد (شکل ۴-ج). علی‌رغم تغییرات نامنظم، تفاوت غلظت رسوب مرحله ابتدایی و



شکل ۴- روند تغییرات غلظت رسوب در طول زمان بارندگی در شیب‌های مختلف برای شدت بارندگی ۵۰ میلی‌متر در ساعت.

Evaluation of interrill component of the WEPP model for three contrasting soil types in Iran. In: C. Dazzi, and E. Costantini (Eds.), *Advances in Geoecology*, pp.237-249. Catena Verlag, ISBN:978-3-923381-56-2.

6- Assouline, S. and Ben-Hur, M., 2006. Effects of rainfall intensity and slope gradient on the dynamics of interrill erosion during soil surface sealing. *Catena*, 66:211-220.

7- Delta lab., 1992. Technical manual, rainfall simulator EID 340. Delta lab, Voreppe, France.

8- Hillel, D., 1998. *Environmental soil physics*. Academic press, New York.

9- Kemper, W.D. and Rosenau, R.C., 1986. Size distribution of aggregates. In: A.Klute (Ed), *Methods of Soil Analysis Part 1*, 2nd ed. Agron. Monogr. 9. ASA-SSSA, Madison, WI, pp. 425-442.

10- Kuhn, N. J., Bryan, B. R., Navar, j., 2003. Seal formation and interrill erosion on a smectite-rich Kastanozem from NE-Mexico. *Catena*. 52: 149-169.

11- Fox, D. M., and R. B. Bryan. 1999. The relationship of soil loss by interrill erosion to slope gradient. *Catena*, 38: 211-222.

12- Fox, D., Le Bissonnais, Y., 1998. Process-based analysis of aggregate stability effects on sealing, infiltration, interrill erosion. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62: 717- 724.

13- Gee, G.W. and Or, D., 2002. Particle-size analysis. In: Warren, A.D. (ed) *Methods of Soil Analysis. Part 4. Physical Methods*. Soil Sci. Soc. Am. Inc, pp.255-295.

14- Grosh, J. L., and A. R. Jarrett. 1994. Interrill erosion and runoff on very steep slopes. *Trans. Of the ASAE*, 37(4): 1127-1133.

15- Lal, R., 1994. *Soil Erosion by Wind and Water; Problems and Prospects*. In: Lal, R., *Soil Erosion Research methods*. Soil and Water Conserv. Soc., Ankeney, Iowa. Pp. 1-9.

16- Miller, W.P. and Baharuddin, M.K., 1987. Interrill erodibility of highly weathered soils. *Communication. Soil Science and Plant Analysis.*, 18:933-945.

17- Meyer, L.D. and Harmon, W.C., 1984. Susceptibility of agricultural soils to interrill erosion. *Soil science Am.j.*, 48:1152-1157.

18- Moore, C., Singer, M.J., 1990. Crust formation

هدایت هیدرولیکی اشباع (Ks) می رسد لذا جزء خاک های حساس به تشکیل اندوده سطحی قرار می گیرد.

نتایج مربوط به اثر شیب بر شدت روان آب نیز نشان داد که در خاک های حساس به تشکیل اندوده سطحی (خاک S₁) با افزایش شیب شدت روان آب بر خلاف اعتقاد عمومی، کاهش می یابد که دلیل آن با احتمال به خاطر شستشوی لایه اندوده سطحی در شیب های بالا می باشد. البته کاهش روان آب با افزایش شیب در این نوع خاک ها (حساس به تشکیل اندوده) به شدت بارندگی نیز وابسته است. به طور کلی، اثر متقابلی بین شدت بارندگی و شیب در تشکیل اندوده سطحی وجود دارد.

بسته به شدت بارندگی (فرسایش پذیری) و حساسیت خاک (فرسایش پذیری)، مدت زمانی طول می کشد تا شدت روان آب شروع به افزایش نموده و به حد تاحدودی ثابت برسد. بنابراین در خاک S₁ زمان شروع روان آب و مدت زمان لازم برای رسیدن به حالت تاحدودی ثابت به دلیل کم بودن پایداری خاکدانه ها و میزان ماده آلی آن، نسبت به دو خاک S₂ و S₃ کم تر است. در حالی که در خاک S₃ به دلیل بالاتر بودن پایداری خاکدانه ها و ماده آلی، زمان شروع روان آب و مدت زمان لازم برای رسیدن به حالت تاحدودی ثابت نسبت به دو خاک S₁ و S₂ بیش تر می باشد.

به طور کلی تشکیل اندوده سطحی در طول بارندگی باعث کاهش غلظت رسوب در طول بارندگی در خاک S₁ شد. در خاک S₂ نیز روند تغییرات غلظت رسوب دارای سه مرحله مجزا بود. ولی روند تغییرات غلظت رسوب در خاک S₃ زیاد واضح نبود.

منابع

1- Ahmadi, A., Neyshabouri, M.R., Rouhipour, H., Asadi, H. and Iranajad, M., 2010. Factors and mechanisms influencing interrill erodibility at different rainfall intensities. *Journal of Food, Agriculture & Environment*. 8 (2): 996-999.

2- Alizadeh, A. 2005. *Soil Physics*, Imam Reza University Press, 440p. (In Persian)

3- Asadi, H., 2006. Investigation of soil erosion processes and some basic concepts of process-based soil erosion models. Ph.D. Dissertation, Department of Soil Science Engineering, University of Tehran, Karaj, Iran.

4- Asadi, H., Mahmoodi, S.H., Heydari, A., 2007. Effects of surface sealing on dynamics of sheet erosion. 10th Iran Congress of Soil Science. 4 to 6 August. Department of Soil Science Engineering, University of Tehran, Karaj, Iran.

5- Asadi, H., Rouhipour, H. and Ghadiri, H., 2008.

- 24- Ramos MC, Nacci S, Pla I, 2003. Effect of raindrop impact and its relationship with aggregate stability to different disaggregation forces. Department of Environment and Soil Science, University of Lleida, Alcalde Rovira Roure, 191, 25198 Lleida, Spain. *Catena* 53: 65-376.
- 25- Ries, J. B. and Hirt, U. 2008. Permanence of soil surface crusts on abandoned farmland in the central Ebro Basin/ Spain. *Catena*, 72: 282- 296.
- 26- Rouhipour, H., 1997. Interaction between flow-derived soil erosion processes. Unpublished PhD. Thesis, Griffith University, Faculty of Environmental Science, Brisbane. Australia. 302 pp.
- 27- Sheridan, G. J.; H. B. So, and R. J. Loch. 2003. Improved slope adjustment function for soil erosion prediction. *Aust. J. Soil Res.* 41: 1489-1508.
- 28- Schultz, J. P., A. R. Jarrett, J. R. Hoover. 1985. Detachment and splash of a cohesive soil by rainfall. *Trans. Of the ASAE*, 28: 1878- 1884.
- 29- Zaslavsky, D., Sinai, G., 1981. Surface hydrology: IV. Flow in sloping, layered soil. *Journal of the Hydraulics Division, ASAE*, vol. 107, No. HY1, pp. 53– 64.
- 30- Yair, A., and M. Klein. 1973. The influence of surface properties on flow and erosion processes on debris covered slopes in arid area. *Catena*, 1: 1-18.
- effects on soil erosion processes. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54:1117–1123.
- 19- Nelson, D. w. and Sommers, L. E, 1982. Total carbon and organic matter. P. 539-580, In: Page, A. L et al. (Ed.), *methods of soil analysis. Part 2. Chemical and Microbiological Methods* (Ed.), Agron Monogr ASA and SSSA, Madison, USA.
- 20- Nimmo, J.R. and Perkins, K.S., 2002. Aggregate stability and size distribution. In: Warren, A.D. (ed), *Methods of Soil Analysis. Part 4. Physical Methods.* Soil Sci. Soc. Am. Inc, pp. 317-32
- 21- Poesen, J., 1984. The influence of slope angle on infiltration rate and Hortonian overland flow volume. *Z. Geomorph. N.F. Suppl. Bd.* 40: 117–131.
- 22- Pla, I., 1983. Metodología para la caracterización física con fines de diagnóstico de problemas de manejo de suelos en condiciones tropicales. *Revista de la Facultad de Agronomía UCV, Maracay, Venezuela.* 91 pp.
- 23- Pla, I., 1986. A routine laboratory index to predict the effect of soil sealing on soil and water conservation. In: Callebaut F, Gabriels D, De Boodt M (Eds.), *Assessment of Soil Sealing and Crusting. Proceedings of the Symposium Held in Ghent, Belgium, 1985.* Flanders Research Centre for Soil Erosion and Soil Conservation, Ghent, Belgium, pp. 154–163.